Über einige Formen der Bergzerreißung

Von

Otto Ampferer

korr. Mitglied d. Akad. d. Wiss.

(Mit 8 Textfiguren)

(Vorgelegt in der Sitzung am 9. Februar 1939)

Bei der geologischen Neuaufnahme des östlichen Blattes der neuen Karwendelkarte im Maßstabe 1 25.000, welche ich im Sommer 1938 mit einer Subvention des Deutschen Alpenvereins begonnen habe, bediente ich mich der genaueren, systematischen Beachtung der Zugspannungen an den Steilhängen der Berge als Leitmotiv der Aufnahmswege.

Das Karwendelgebirge ist in bezug auf Schichtfolge und Tektonik bereits so gut erforscht, daß mit einer neuen Aufnahme mit den alten Methoden kaum wesentliche Fortschritte mehr zu erwarten sind.

Aus diesem Grunde habe ich versucht, eine andere Betrachtungsweise der Bergkörper durchzuführen, ausgehend von der Erfahrung, daß die steilen Anschnitte des Hochgebirges die Standfestigkeiten der hier auftretenden Schichten vielfach übersteigen, so daß zahlreiche Schollen sich ablösen und ins Gleiten gelangen.

Ganz im allgemeinen ergibt sich die Einsicht, daß die steilbegrenzten, isolierten Bergformen von den an ihren Flanken auftretenden Zugspannungen der Schwere zerrissen werden und die einzelnen so abgetrennten Schollen in eine Abwärtsbewegung gegen die Talfurchen geraten, deren Geschwindigkeit und Form recht verschieden sein kann. Die auffallendste Form der Ablösung und Tieferlagerung sind hier die Bergstürze, mit deren Erscheinungswerten sich die Geologie schon seit alter Zeit beschäftigt hat.

Es gibt aber neben den Bergstürzen weit zahlreichere Formen der Gleitungen, bei denen es nicht zum Bergsturz gekommen ist oder vielleicht erst in der Zukunft kommen wird.

Diese Formen von Gleitungen sind nicht so leicht zu erkennen wie die Bergstürze und ihre Abgrenzung wird zu einer wichtigen Aufgabe der Feldgeologie.

Wenn man die Wirkungen der Zugspannungen an den Steilhängen der Gebirge genauer beurteilen will, ist es von Vorteil, die Arten ihres Auftretens zunächst im allgemeinen zu prüfen. Man geht dabei am besten von der einfachsten Annahme aus, daß nämlich die Bergformen aus einem und demselben Baumaterial herausgeschnitten sind.

In Wirklichkeit ist diese Annahme nur in seltenen Fällen erfüllt.

Es zeigt sich nun bei einer Musterung der in den Alpen vorhandenen Bergformen, daß alle von Spalten zerrissen und an diesen Spalten vielfach bereits Abwärtsgleitungen eingetreten sind.

Offenkundig ist das Bestreben lebendig, die steilen Bergformen in weniger steile, dafür aber breitere Formen zu verwandeln.

Dies ist im Grunde das gleiche Bestreben, welches z. B. einen spitzigen Kegel aus zähflüssigem Material schon innerhalb kurzer Zeit in einen niedrigen, aber viel breiteren Kuchen auseinanderfließen macht.

Freilich geht die Umformung in dem spröden und viel härteren Gesteinsmaterial nicht in so ruhig und glatt auseinanderfließenden, sondern in viel schrofferen Formen vor sich.

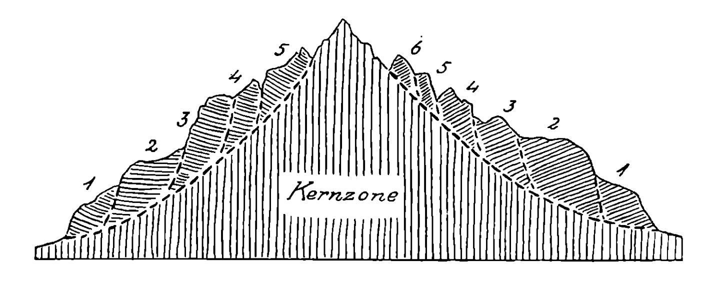


Fig. 1. Anordnungen von Gleitschollen auf gemeinsamer Gleitbahn. 1—6 = einzelne Gleitschollen.

Auch ist die Zeitaufwendung, welche für das Zerreißen, Verbreitern und Erniedrigen der steilen Bergformen nötig ist, eine unendlich größere.

Das Schema Fig. 1 legt einen einfachen und häufig wiederkehrenden Fall der Bergzerreißung vor, der jedem Wanderer im Hochgebirge in der einen oder anderen Ähnlichkeit der Gestalt begegnet ist.

Wir sehen hier den einheitlichen Bergkörper in eine noch unzerrissene Kernzone und eine darauf lagernde Gleitzone zerlegt, welche letztere in einer Abwärtsbewegung begriffen ist, die durchaus nicht etwa gleichförmig zu sein braucht.

Der Vorgang der Ablösung der Gleitzone ist ungefähr etwa der folgende. Durch den schweren Druck wird der Fuß der Bergmasse gegen die offene Talfurche zu hinausgedrängt. Eine kleinere oder größere Scholle wird abgespaltet und gegen außen gedrängt. Dadurch tritt im allgemeinen auch eine Senkung dieser Scholle ein.

Durch diese Abspaltung und Senkung wird einer höheren auflastenden Scholle ebenfalls eine Abwärtsbewegung ermöglicht.

Auf diese Weise kann die Gleitzone immer höher greifen und endlich die Kammhöhe selbst erreichen, wo sie dann gewöhnlich mit einer oder mehreren offenen Klüften endet. In dieser einfachen Form der Auflösung des dichtgefügten Bergkörpers in eine äußerliche, in Schollen zerrissene Gleitzone kann ebenso der plötzliche Losbruch eines Bergsturzes wie ein dauerhaftes gegenseitiges Abstützen der sinkenden Schollen verborgen liegen.

Wären die steilen Bergkörper tatsächlich aus einheitlichem Material aufgebaut, so dürfte der Fall der gegenseitigen Abstützung und Verklemmung der abgelösten Schollen wohl recht häufig sein.

In Wirklichkeit haben wir es jedoch mit Bergkörpern zu tun, die aus mannigfaltigen und zudem meist verbogenen Schichten bestehen. Da hier oft weiche und gleitfähige Schichten mit starren Bänken wechseln, kann es leicht zu größeren Abgleitungen und zum Losbruche von Bergstürzen kommen.

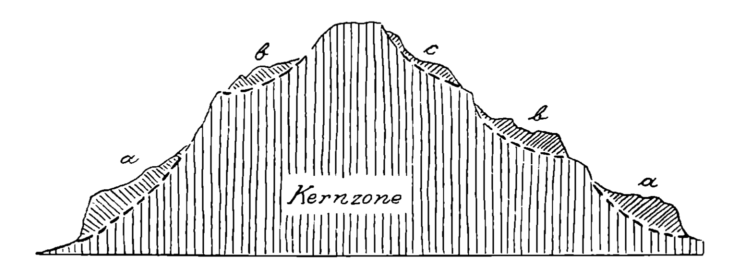


Fig. 2. Anordnung von Gleitschollen auf getrennten, nicht zusammenhängenden Gleitbahnen. *a—b—c* einzelne Gleitschollen.

Uns interessieren hier vor allem die wenigstens zeitweise durch innere Abstützung wieder zur Ruhe gelangten Gleitungen. Es ist nun eine wichtige Frage, ob eine Kette solcher übereinander angeordneter und gegenseitig abgespalteter Schollen in einer bestimmten Tiefe von einer zusammenhängenden Gleitbahn abgegrenzt wird oder ob es sich hier um mehrere kleinere Gleitbahnen handelt, die jedoch nicht zusammenhängen, sondern sich selbständig verzweigen.

Es liegt auf der Hand, daß der Fall einer einheitlichen Gleitbahn unter den abgespaltenen Schollen für die Ablösung eines großen Bergsturzes der gefährlichste ist. Hier ist z. B. bei den Erschütterungen eines starken Erdbebens alles für die Ausführung eines solchen Gewaltstreiches aufs beste vorbereitet.

Der andere Fall, daß die einzelnen Stockwerke von kleineren Gleitungen nicht unmittelbar miteinander zusammenhängen, wird in dem Schema Fig. 2 abgebildet. Bei dieser Ausbildung der Gleitzone wechseln Stufen der Kernzone mit Gleitungen ab.

Hier besteht keine engere zeitliche Bindung zwischen den einzelnen Ablösungen. Wohl aber ist bei dieser Anordnung die

Möglichkeit nahegerückt, daß die oberen Gleitmassen auf die unteren stürzen und sich so mit ihnen vermischen können.

Kehren wir nun wieder zu jener Form der Auflockerung in einzelne Gleitschollen zurück, denen eine große, immer weiter ausgebaute Schubbahn zugrunde liegt. Die hier mögliche Verschiebung wird sich in erster Linie in einem Herausdrücken der untersten Schollen gegen den freien Talraum geltend machen. Hiebei ist mit einer horizontalen oder häufiger wohl mit einer leicht ansteigenden, schaufelförmigen Schubfläche zu rechnen, längs welcher die Schollenherausschiebungen stattfinden. Ihr Ergebnis ist voraussichtlich eine kürzere Vorschiebung des steilen Bergsockels auf die Talsohle.

Besteht die letztere aus Fels, so haben wir eine reine Schichtüberschiebung vor uns, besteht sie jedoch aus einer jungen Schutteinfüllung, so können die älteren Schichten des Bergsockels unmittelbar auf weit jüngere Schuttablagerungen überschoben werden.

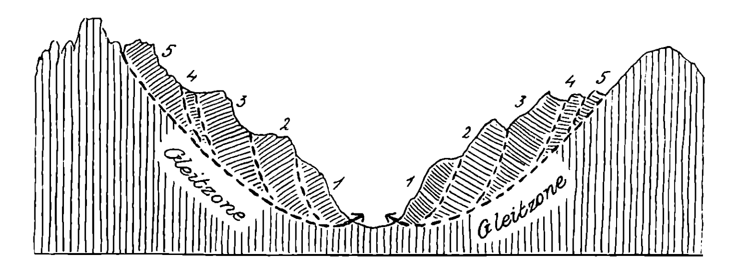


Fig. 3. Die Gleitschollen 1—5 rücken von beiden Berghängen gegen die Talsohle vor und bewirken dort kleine Überschiebungen.

Ist die betreffende Talfurche beidseitig von Steilhängen begleitet, so können sich auch beidseitige Sockelüberschiebungen herausbilden, wie dies in dem Schema Fig. 3 ausgedrückt erscheint.

Es ist nun wahrscheinlich, daß sich derartige Vorpressungen der steilen Bergsockel an zahlreichen Stellen entwickelt haben. Durch die von den Steilhängen ausstrahlenden Schutthalden sind jedoch gerade die Sockel der Steilhänge weithin unserer Einsicht entzogen. Nur in seltenen Fällen sind diese Zonen durch besonders tiefgreifende Erosion oder künstliche Aufschlüsse zugänglich geworden.

In diesen Fällen treffen wir tatsächlich auf heftige Gesteinszertrümmerungen und überschiebungsmäßige Störungen. Weit leichter als durch solche seltene und räumlich meist enge begrenzte Aufschließungen im Sockelbereiche von Steilhängen lassen sich solche Herausschiebungen morphologisch erkennen.

Ich lege hier zwei Profile aus dem Achenseegebiete vor. Fig. 4—5, an denen man das Hereinrücken von großen Gesteinskörpern gegen den Seeraum unmittelbar zu erkennen vermag.

Das Beispiel von Fig. 4 entstammt dem hohen Steilgehänge, mit welchem Seeberg- und Seekarspitze hier den Achensee an seiner Westseite begrenzen. Das Steilgehänge wird von oben bis unten von schön geschichtetem Hauptdolomit aufgebaut, in welchen zahlreiche bituminöse Lager eingeschaltet sind. Die Höhe des Steilhanges beträgt über der größten Seetiefe zirka 1284 *m*.

Praktisch hat man also mit einer Überhöhung von zirka 1300 *m* zu rechnen. Die Schichten des Hauptdolomits erreichen im Aufbau der Seebergspitze eine Mächtigkeit von zirka 4 *km*, die nur durch tektonische Wiederholungen zustande kommen konnte.

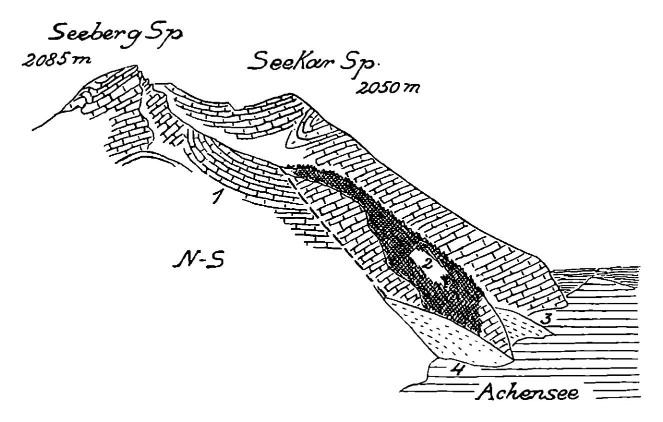


Fig. 4. Gleitung der Guggenmahdscholle gegen den Achensee.
1 = Hauptdolomit und Plattenkalk. 3 = Schuttkegel der Gaisalm.
2 = Gleitscholle. 4 = Schuttkegel der Breitlahn.

Diese Wiederholung wird zunächst durch eine mächtige, überkippte Falte herbeigeführt, welche das Steilgehänge, von S gegen N schräg ansteigend, durchzieht.

Aus diesem hohen Steilgehänge hat sich nun eine bedeutende Schichtmasse herausgelöst und gegen den See zu herabgesenkt. Innerhalb dieser Gleitmasse herrscht ein durchschnittliches Einfallen von zirka 30° gegen W. Trotz diesem an und für sich die Standsicherheit des Gehänges befestigenden Bergeinfallen ist hier zwischen den mächtigen Schuttkegeln von Breitlahn- und Gaisalm die große Bergscholle des Guggenmahds zu einer Abgleitung gekommen.

Diese Scholle hat an ihrem Fuße eine Breite von zirka 1 *km* und verschmälert sich bis zu ihrem Scheitel, der bei zirka 1609 *m* zu suchen ist.

Die Abrißstelle ist sehr gut zu erkennen, da zu beiden Seiten der steilen Gleitbahn die Richtung des Streichens scharf wechselt. Trotz der etwa 200 *m* betragenden Senkung ist der Zusammenhalt

der Scholle nicht zerstört worden. Die beidseitigen Tagausstriche der Gleitbahn sind heute zu tiefen, wilden Schluchten eingewittert, die auffallend steil gewölbte, große, junge Schuttkegel in den See gießen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß das auffallend rasche Wachstum dieser Schuttkegel mit der Ausbildung der Gleitung in engem Zusammenhange steht und die Jugendlichkeit des ganzen Vorganges abbildet.

Im übrigen ist das Wachstum der beiden Schuttkegel heute vorüber, da bereits mehr davon abgetragen als zugeführt wird.

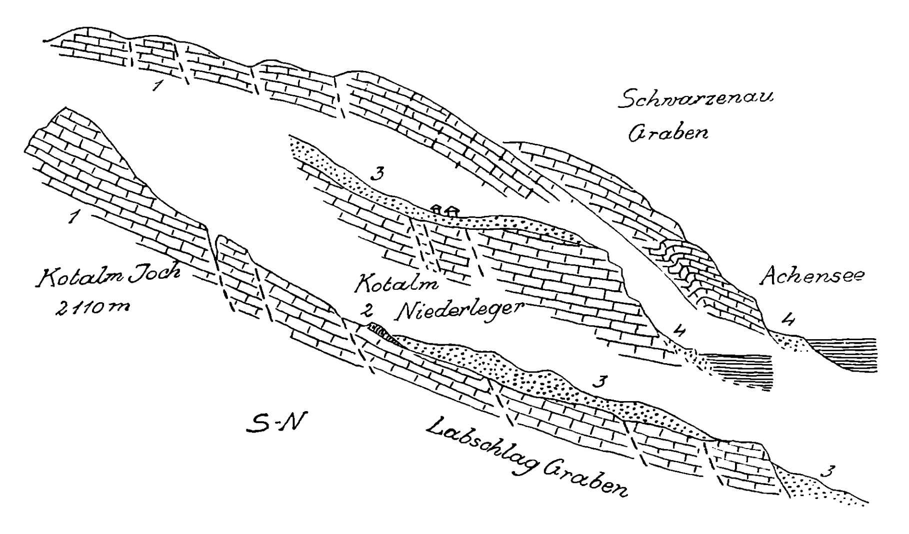


Fig. Gleitungen im Gehänge des Kotalmjoches gegen den Achensee.

1 = Hauptdolomit. 3 = Moränenwälle der Schlußvereisung.
2 = Plattenkalk. 4 = Schutthalden.

Merkwürdigerweise tritt eine ähnliche Gleitung auch an der Ostseite des Achensees, im Gebiete der Kotalm, auf, Fig. 5. Diese Gleitung hat den Sockel des Niederlegers der Kotalm ergriffen und etwas gegen den See hinausgedrängt. Sowohl vor der Gleitmasse des Guggenmahds als auch vor der der Kotalm zeigt die neue Seekarte Seeböden von — 133 *m* an. Diese Böden sind jedenfalls von dem seitlichen Hereinrücken dieser Schollen nicht mehr betroffen worden. Die Böden des Achensees sind daher jünger als die benachbarten großen Hanggleitungen.

Die Gleitung des Sockels der Kotalm hat eine Hauptdolomitscholle von zirka $1^1/_2$ *km* Länge, $^1/_2$ *km* Breite und etwa 400 *m* Höhe ergriffen. Hier ist ein flaches Schichtgefälle gegen W, also gegen den See zu, vorhanden.

Bei genauerem Zusehen ist weiter zu bemerken, daß diese Gleitung auch noch das darüber befindliche Berggehänge bis

unter die Kammhöhe des Kotalmjoches erfaßt hat. Infolge einer schweren Eindeckung des Geländes mit den Blockmoränen eines großen Lokalgletschers sind gute Aufschlüsse nur in der tiefen Schlucht des Schwarzenaugrabens und am Ostabfall desKotalmjoches gegeben.

Hier treffen wir in einer Höhe von zirka 1800 *m* zwischen Kotalmkopf und Kotalmjoch eine mächtige, tiefaufgerissene Kluft, welche offenbar den oberen Rand der Gleitung bezeichnet. Dieser Abrißrand liegt horizontal zirka 2 *km* weit vom Steilfuße der Gleitscholle im Achensee entfernt. Wenn man beachtet, daß der Abrißrand unterhalb der Seebergspitze bei zirka 1600 *m* Höhe nur $1^1/_4$ *km* vom Stirnrande im Achensee absteht, erkennt man gleich den Einfluß des Schichteinfallens bei diesen zwei benachbarten Gleitungen. Die Gleitung der Kotalmscholle ist bei gleichsinniger Mitwirkung des Schichtgefälles unter einem erheblich geringeren Fallwinkel eingetreten als jene der Guggenmahdscholle bei widerspenstiger Schichtlage.

Dabei ist noch in Betracht zu ziehen, daß bei letzterer Gleitung die Gleitbahn nur eine gewaltsame Zusammenfassung von zahlreichen gleichsinnig vorgezeichneten Klüftungen vorstellt. Die in Fig. 4 und 5 vorgelegten Beispiele von großen Gleitungen gegen die tiefe Achenseefurche lassen sich im gleichen Gebiete noch um ein Gleitpaar am Südende des Sees vermehren. Ich meine die Gleitung des Bärenkopfes im S des Achensees und die gegenüberliegende Gleitung des Dalfazerjoches gegen Buchau.

Im Bereiche des Bärenkopfes handelt es sich um einen langen Kamm aus lichtem Wettersteinkalk, der in eine Reihe von Schollen zerrissen wurde, welche jeweils ruckartig gegen des Südende des Achensees abgesunken sind.

Dabei zeigt der Wettersteinkalk fast lotrechte Schichtung und ein ostwestliches Streichen. Es hat daher hier die Zerreißung in Teilschollen quer zum Streichen und Fallen eingegriffen. Da es sich dabei kaum um die Benützung und Weiterbildung von älteren tektonischen Querklüften handeln dürfte, überzeugt uns diese Zerreißung von der gewaltigen Zugkraft der Schwere auf diese steile Felsmauer.

Die Gegengleitung des Gehänges des Dalfazerjoches gegen Buchau ist vom Schichtaufbau viel mehr begünstigt. Wir haben hier im Sonnwendgebirge einen Sockel aus Hauptdolomit, über dem Kössener Schichten, Rhätkalke, Liasriffkalke, Radiolarienschichten, Hornsteinbreccien und Oberjurakalke lagern. Durch das Einspielen der Gleitungen ist das ganze Gehänge gut gestaffelt worden, was sich in verschiedenen Schichtwiederholungen und Ausquetschungen ausdrückt.

Infolge der Zerreißungen sind auch tiefe Quellwege geöffnet worden, welche z. B. mitten aus dem Hauptdolomitsockel zu Zeiten starker Niederschläge eine mächtige Quelle als Wasserfall austreten lassen.

Mit diesen Beispielen von großen Gleitvorgängen zu beiden Seiten der tiefen Achenseefurche verlassen wir dieses Gebiet und wenden uns der Beschreibung von Gleitformen im obersten Teile der Bergkörper zu.

Es ist klar, daß sich hier im allgemeinen die Dimensionen der Erscheinungen schon aus räumlichen Gründen verkleinern.

Für das Studium der hier auftretenden Gleitungen bietet das Stanserjoch am Achsensee hervorragend gute und verschiedenartige Beispiele.

Vor allem ist man erstaunt, gerade auf dem flachen Rücken dieses gewaltigen Gewölbes aus Wettersteinkalk und Dolomit zahlreiche Fälle von Gehängegleitungen zu finden.

Von vorneherein würde man bei so festen Gesteinen kaum an die Möglichkeit solcher Gleitungen denken. Fig. 6 führt zunächst

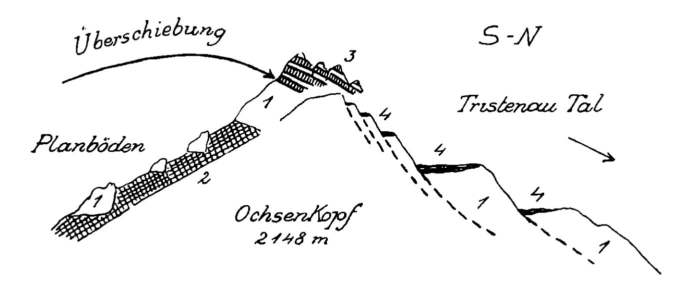


Fig. 6. Zerstaffelung des Felsgehänges auf der Süd- und Nordseite des Ochsenkopfes.

1 = Wettersteinkalk. 3 = Reichenhaller Kalke } Schubmasse.
2 = Wettersteindolomit. 4 = Rauhwacken

eine auffallend feingliedrige Zerstaffelung aus dem Bereiche des Ochsenkopfes dem Beschauer vor. Diese Zerstaffelung ist einerseits auf der Südseite, anderseits auf der Nordseite des flachen Kammstückes östlich vom Ochsenkopf — 2148 *m* — zu sehen. Die Staffelung auf der Südseite des Ochsenkopfes kommt dadurch zum sichtbaren Ausdrucke, daß hier eine obere kalkige Zone des Wettersteinkalkes von einer rein dolomitischen unterlagert wird. Dadurch wird ein feiner Maßstab für Vertikalverstellungen geschaffen.

Wenn man diese Verstellungen betrachtet, so kann man im Zweifel sein, ob es sich hier um echte Verwerfungen oder um Gleitungen handle. Verfolgt man aber die Grenzen der einzelnen Staffeln westwärts gegen den tiefen Graben der Ochsenalpe, so bemerkt man, daß dieselben genau nach der Hangkante gegen N zu umbiegen.

Eine solche enge Anschmiegung von Verwerfungen an die heutigen Bergformen ist für Verwerfungen sehr unwahrscheinlich, dagegen für Gleitungen beweisend.

Ganz anderer Natur erweist sich die Zerstaffelung auf der Nordseite des Ochsenkopfes. Hier sind zunächst die einzelnen Senkungsstufen erheblich höher.

Dann nimmt die Stufenhöhe von oben gegen unten zu. Erkennbar werden die Stufungen hier vor allem durch die Auflagerungen von alten Rauhwacken, Mergeln und dunklen Kalken der Untertrias. Diese Gesteine gehören zu der großen Schubmasse, welche von S her über das Stanserjoch gegen N gewandert ist.

Wie man weiter östlich am Nordabfalle des Kaserjoches ablesen kann, biegt sich diese Riesenschubbahn als breite, glattgescheuerte Fläche aus Wettersteinkalk und -dolomit mindestens 1000 *m* tief herab. Dabei ist die Umbiegung dieser Schubbahn hier in den Talanschnitten noch nirgends erreicht.

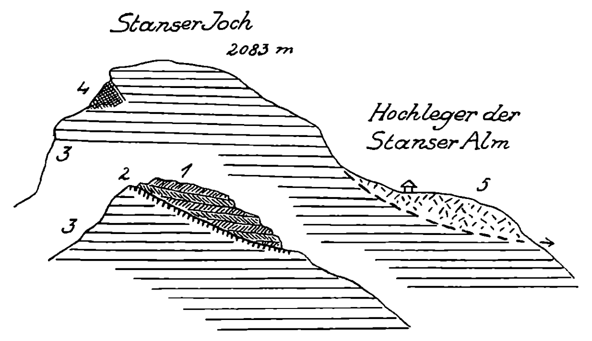


Fig. 7. Gleitung an der Südseite des Stanser Joches.
1 = Rauhwacken der Schubmasse.
2 = Alte Landoberfläche mit Breccienbelag. Schubbahn.
3 = Wettersteinkalk.
4 = Wettersteindolomit.
5 = Kleine Gleitmasse aus Wettersteinkalk.

Man wird daher die Abstaffelung von Fig. 6 nicht mit dem Vorgange dieser gewaltvollen Überschiebung in Verbindung bringen können.

Die Abstaffelung ist ersichtlich ein wesentlich jüngeres Gebilde. Offenbar haben wir auf beiden Seiten des Stanserjoches in diesen Absitzungen Zugwirkungen der Schwere zu erkennen.

Es ist dabei aber anzunehmen, daß zur Zeit dieser Gleitungen das Stanserjoch mit weit schwereren und geschlosseneren Schubmassen eingedeckt war.

In diesen schweren und doch gleitfähigen Massen haben sich dann jene Abgleitungen vom Gewölbescheitel gegen S und gegen N vollzogen, deren Spuren wir heute nach fast vollendeter Abtragung der Deckmassen noch ihrem Untergrunde eingeprägt finden.

Es handelt sich also hier bei dem Beispiel von Fig. 6 wohl um „Einprägungszeichen" von Gleitungen, die in den schweren, nun abgetragenen Deckschichten seinerzeit ausgelöst wurden.

Das Stanser Joch zeigt wenig weiter östlich von diesen Abstaffelungen auf der Südseite eine Abgleitung im Bereiche des Hochlegers der Stanser Alm.

Wie Fig. 7 veranschaulicht, handelt es sich hier um eine relativ bescheidene Herausgleitung, die aber dadurch bemerkenswert ist, weil sie hinter sich eine karartige Nische geschaffen hat.

Ich habe schon 1936 im Jahrbuche der Geol. Bundesanstalt darauf hingewiesen, daß derartige Herausgleitungen sehr leicht die Grundform und Voranlage von Karhohlräumen zu liefern vermögen.

Es ist nun von Interesse, daß etwa $^3/_4$ *km* weiter östlich auf der Nordseite des Stanser Joches eine Abstaffelung erhalten geblieben ist, in deren Schutz sich ein schmaler Streifen von Haselgebirge befindet.

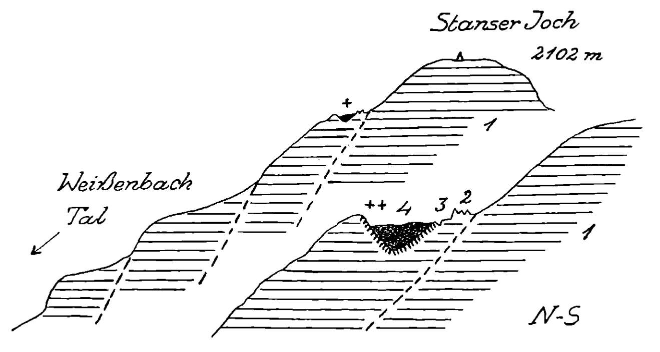


Fig. 8. Gleitungen an der Nordseite des Stanser Joches.

1 = Wettersteinkalk.
2 = Scharfe Karrenformen.
3 = Alte Landoberfläche mit Eisenkrusten.
4 = Haselgebirge, lichtgrüne Sandsteine und Letten. Rest der großen Schubmasse,
++ = Vergrößerung von +.

Wie Fig. 8 angibt, hat sich hier unter diesem Streifen von Haselgebirge ein Rest der alten Landoberfläche erhalten, welche vor dem Aufschube der großen Alttriasmasse das tiefabgetragene Gewölbe des Stanser Joches überspannte. Der Wettersteinkalk ist unter der Auflagerung des Haselgebirges von einer ziemlich glatten, eisenreichen Kruste überzogen. An anderen Stellen findet sich eine schmale, rot verkittete Breccienlage mit einem Mosaik von kleinen, bunten, eckigen Kalkstückchen.

Das Haselgebirge besteht hier aus lichtgrünen Sandsteinen und vielen Bröckchen von Eisenkrusten, die offenbar der alten Verwitterungskruste entnommen wurden. An diesem kleinen, interessanten Aufschluß kommt man zur Einsicht, wie rasch derselbe in Zukunft der Abtragung verfallen wird. Nur ein Zufall hat denselben noch mit seinem schmalen Band von Haselgebirge und alter Landoberfläche bis in unsere Tage herein aufbewahrt.

Die oben beschriebene Absitzung mit ihrem Kern von Haselgebirge stellt die oberste Staffel des Stanser Joches gegen das Weißenbachtal vor. Die tieferen Staffeln tragen keine Auflagerungen mehr und sind daher nicht so deutlich zu erfassen und abzugrenzen.

Auch Fig. 8 legt uns wieder eine Entstehungsmöglichkeit von karartigen Hohlräumen vor.

Die erste Raumschaffung wird durch die Absitzung vollzogen. Eine zweite Raumschaffung geht endlich auf die Ausräumung der relativ leicht zerstörbaren, weichen Schubmasse zurück. Die bisher beschriebenen Hanggleitungen haben sich im wesentlichen im Schwerezug abgespielt. Das schließt natürlich nicht aus, daß die neu geschaffenen Gleitbahnen sich stellenweise auch älterer, tektonischer Schubbahnen bedienten.

Es gibt aber auch Formen der Hangbewegungen, wo die Abrißflächen ganz von älteren tektonischen Zerklüftungen vorgezeichnet sind.

Solche Formen sind z. B. im Rätikongebirge ziemlich weit verbreitet.

Hier bilden die schönen, dickbankigen, hellen Tithonkalke mit ihren aufgeklebten roten, gelben, grauen Oberkreidemergeln das Hauptgestein der Sulzfluhdecke.

Wie ich im Jahre 1936 näher beschrieben habe, sind diese mächtigen Kalkmassen von mehreren Systemen von weithin streichenden Schubflächen zerschnitten.

Diese Schubflächen haben nichts mit Hanggleitungen zu tun. Wohl aber haben an vielen Stellen die Hanggleitungen die Ränder der steilen Kalkmauern ergriffen und hier durch Schwerezug die ursprünglich geschlossenen Klüfte aufgeklappt.

Dadurch ist es rings um diese stolzen Felsbauten zur Ablösung von hohen, lotrechten Pfeilern gekommen, die beim Weichen der Unterlage sich neigen und im Sturz zu gigantischem Blockwerk zerschellen.

Wie man sich unschwer überzeugen kann, ist nun aber die weitaus größte Masse dieses Blockwerkes nicht etwa wirr gelagert, sondern in sehr deutliche, oft prächtig gebogene Moränenwälle eingegliedert. Das ist nur verständlich, wenn die Blöcke auf Lokalgletscher herabgestürzt sind und von diesen zu Moränenwällen angeordnet wurden.

Diese Moränenwälle können nicht aus der Zeit des Eishochstandes der Würmvergletscherung stammen, da sie sonst viel weiter weg verschleppt worden wären. Sie stammen vielmehr aus der Zeit der Schlußvereisung, wo das Rätikongebirge zum letzten Male mit zahlreichen Lokalgletschern geschmückt wurde und diese mächtigen Blockwälle die Ausdehnung ihrer Eiszungen sehr haltbar abgebildet haben.

Seit dem Verschwinden dieser immerhin ganz stattlichen Lokalgletscher ist der Zuwachs an Blockwerk nicht mehr bedeutend.

Es gibt aber im Rätikongebirge einen gewaltigen Karraum, welcher erkennen läßt, daß hier bereits in älterer Zeit große Abgleitungen stattgefunden haben.

Dieser Karraum befindet sich südlich von der Lindauer Hütte zwischen Sulzfluh im O und 3 Türme im W. Der Raum hat eine viereckige Gestalt und in der Richtung S ⇄ N und O ⇄ W kartenmäßige Erstreckungen von zirka $1^1/_2$ *km*. Die Lindauer Hütte liegt auf einem schön geschwungenen Moränenbogen in 1764 *m* Höhe an der unteren Schwelle, von der sich unser Hohlraum bis zum Drusentor — 2345 *m* — erhebt.

In diesem großen Hohlraum liegen nun mehrere kleinere Moränen. Wesentlich größere Blockmassen lagern dann vor der Schwelle im Parsalenger Walde und ziehen von dort durch das Gauertal bis zur Hochfläche von Latschau hinaus. Alle diese Blockmassen vermöchten aber zusammen nur einen kleinen Bruchteil unseres Hohlraumes zu füllen. Wir gelangen so zur Einsicht, daß dieser Hohlraum schon in früheren Zeiten so tief und umfassend ausgeräumt wurde.

Wenn wir den geologischen Aufbau der Sohle und der Umrandung unseres Hohlraumes genauer betrachten, so haben wir das Ergebnis vor uns, daß hier die mächtige Platte der Tithonkalke von mehreren Lagen von Kreidemergeln unterlagert wird. Diese Unterlagerung bedeutet eine vollkommene Umkehr der Schichtfolge, weil so die älteren Tithonkalke auf den jüngeren Kreidemergeln ruhen.

Es ist aber nicht nur eine völlige Überkippung, sondern auch noch eine mehrfache Verschuppung dieser so ungleichartigen Schichten zu sehen.

Nirgends im Rätikon ist nun am Fuße der großen Kalkmassen eine solche Überkippung und Verschuppung vorhanden.

Nirgends findet sich aber auch ein derartig groß ausgebrochener Hohlraum.

Es liegt nun wohl nahe, diese Unterlagerungen der schweren Tithonkalke durch weiche und gleitfähige Kreidemergel für den Ausbruch so großer Massen verantwortlich zu machen. Steigt man von der Lindauer Hütte zum Drusentor empor, so begegnet man einer 5—6fachen Wiederholung von Tithonkalk und Kreidemergeln.

Darüber fehlt die ganze große Tithonkalkmasse, welche sowohl an der Sulzfluh als auch an den 3 Türmen vorhanden ist.

Es ist recht wahrscheinlich, daß dieselbe durch Abgleitungen herausgerissen und beim Absturze in Blockwerk zerschlagen wurde.

Da von diesem ungeheuren Blockwerk heute nichts mehr zu finden ist, bleibt wohl nur die Annahme, daß dasselbe auf alte Gletscher stürzte und von ihnen in die Ferne verstreut wurde.

Wir haben also auch hier wieder eine gewaltige Raumschaffung, durch Gleitbewegungen hervorgebracht.

Aus den hier auszugsartig vorgelegten Beispielen von Hanggleitungen geht wohl hervor, wie häufig und mannigfaltig dieselben im Steilgebirge sind.

Sie bewirken hier fort und fort ganz beträchtliche Umformungen der Landschaftsbilder und gehören daher unbedingt in den Überwachungsdienst der Feldgeologie. Sie verdienen aber auch deshalb eine stete Beachtung, weil durch ihr Eingreifen Schichtwiederholungen, neue Terrassen, Aufpressungen von weicheren Schichten in Klüfte von härteren Gesteinen, kurz Formen neugebildet werden, welche unbedingt den rein tektonischen Erzeugnissen ähnlich werden können.

Eine Verwechslung von Gebilden der lokalen Hanggleitungen mit solchen einer zumeist viel älteren und regionalen Tektonik ist aber durchaus nicht wünschenswert und nur eine Quelle zu neuen Irrungen.

Durch ihren engen und klaren Anschluß an die vorliegenden Bergformen sind die Gleitbewegungen, wenigstens im Steilgebirge, scharf charakterisiert.

Wenn wir sehen, wie am Scheitel eines Bergkammes sofort die Richtungen der Gleitbewegungen nach der Verzeichnung der benachbarten Talfurchen wechseln, können wir an ihrer Natur nicht zweifeln.

Die geologische und morphologische Kartierung der Hanggleitungen ist auch im Interesse der Sicherung von Tallandschaften und Almen, von Eisenbahnen und Straßen, von Wildbachverbauungen und Wasserkraftwerken ein Gebot der gesteigerten menschlichen Voraussicht.

Freilich steht der Mensch vielen solchen Ereignissen trotz aller Einsicht machtlos gegenüber. In anderen Fällen lassen sich aber doch durch rechtzeitiges Eingreifen oft große Schäden verhindern oder abschwächen.

Insbesondere erscheint es aber wichtig, vor allen Bauplänen im Steilgebirge zuerst eine geologische Prüfung des Geländes auf alle Anzeichen von Gleitungen hin vorzunehmen.

Nur so lassen sich Bauwerke verhindern, die von vorneherein schon einer sicheren nahen Zerstörung verfallen.

Wir haben gesehen, daß die Hanggleitungen in den geologischen Zeiträumen bald Steigerungen, bald Verminderungen aufweisen.

Vor allem scheinen die Eiszeiten und ihre Abschmelzperioden die Steilgehänge zum Gleiten zu bringen.

Es wäre daher von weitem Interesse, auch andere Gebirge als die Alpen auf ihre Hanggleitungen hin vergleichend zu untersuchen.

Nach den heute vorliegenden geologischen Karten ist dies unmöglich, weil diese Erscheinungen zum größten Teile noch nicht in die Kartierungen einbezogen sind.

Es wäre hier also derzeit nur der Weg der persönlichen Bereisung und Vergleichung begehbar.

Ein Einfluß der verschiedenen Klimazonen auf die Entwicklung der Hanggleitungen ist bestimmt vorhanden.

Reichliche Niederschläge erhöhen die Gleitfähigkeiten ebenso, wie Trockenheit und Kälte sie schwächen. Sehr wirksam für die Auslösung von Gleitungen sind dann stärkere Erdbeben. Wir wissen z. B. aus Griechenland, daß die Erdbeben häufig von gewaltigen Bergstürzen begleitet werden.

Auch dem Vulkanismus kommt mit dem Aufsteigen und Sinken von Wärmewellen eine Belebung der Mobilität der Gehänge zu.

So bilden die Hanggleitungen einen wichtigen und sehr lebendigen Beitrag zu vielen und oft ausgedehnten Umformungen der Oberfläche der irdischen Gebirge.
